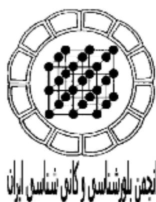
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۷، از صفحهٔ ۸۱۳ تا ۸۲۶



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار مس بزجانی، غرب فریمان، شمال شرقی ایران

زهرا اعلمی‌نیا*[۱]، شیرین فتاحی[۲]، علی عسکری[۳]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

(دریافت مقاله: ۹۶/۷/۲۲، نسخه نهایی: ۹۶/۱۲/۷)

چکیده: کانسار مس بزجانی در ۳۰ کیلومتری غرب شهرستان فریمان در استان خراسان رضوی واقع است. سرپانتینیت‌ها و بازالت‌های توالی افیولیتی فریمان سنگ میزبان این کانسار هستند. ذخیره معدنی از دو بخش زیرین و بالایی تشکیل شده است. بخش زیرین پهنه داربستی (استرینگر) را شکل داده است که در آن سولفیدهای اولیه به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و افشان دیده می‌شوند و بخش بالایی ساختار عدسی شکل دارد که در آن سولفیدهای اولیه به صورت نواری، کروی و ریزدانه دیده می‌شوند. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد که پیریت، مارکاسیت، کمتر کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، گالن، مس طبیعی و مگنتیت کانی‌های اولیه این کانسار هستند که توسط کانی‌های ثانویه‌ای همچون کوپریت، تنوریت، کوولیت، کالکوسیت، کریزوکولا، مالاکیت، آزوریت، جاروسیت، لیمونیت و هماتیت همراهی می‌شوند. بر اساس زمین‌شیمی عناصر کم تحرک، سنگ‌های آذرین مافیک میزبان ذخیره در موقعیت زمین‌ساختی بونینیت قرار می‌گیرند. محاسبات تغییرات جرم نشان می‌دهند که در تکوین ذخیره مس بزجانی، عناصری چون Cu، Pb، Th، As، Ag، Tl و U دچار غنی‌شدگی شده‌اند. نتایج بدست آمده از سنگ میزبان، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی آشکار می‌کنند که ذخیره بزجانی شباهت زیادی به کانسارهای سولفید توده‌ای مس- روی همراه با سنگ‌های آذرین مافیک دارد. این ذخیره در تکامل خود چهار مرحله دگرسانی گرمابی، هوازدگی زیردریایی، دگرگونی ناحیه‌ای، و اکسایش سطحی را پشت سر گذاشته است.

واژه‌های کلیدی: *کانسار مس؛ بونینیت؛ توالی افیولیتی؛ فریمان.*

مقدمه

کانسار مس بزجانی در فاصله‌ی ۳۰ کیلومتری غرب شهرستان فریمان در استان خراسان رضوی واقع است. این کانسار بخشی از نوار افیولیتی سبزوار محسوب می‌شود. مجموعه نوار افیولیتی سبزوار با روند شمال غربی- جنوب شرقی طولی در حدود ۱۵۰ کیلومتر و پهنایی حدود ۲۰ کیلومتر دارد. این مجموعه از یک کمان نابالغ تشکیل شده و طی گذر از حوضه‌ی کناره کمان به سوی حوضه‌ی پشت کمانی در کرتاسه پسین گسترش یافته است [۱، ۲]. گودال این کمان در جنوب سبزوار، در دو ناحیه عریان و شمال بردسکن دیده می‌شود، این در حالی است که مرکز گسترش کف اقیانوس قدیمه سبزوار در بخش شمالی نوار رخنمون دارد [۳]. افیولیت سبزوار دارای یک توالی بی‌نظیر از رخنمون سنگ‌های گوشته و پوسته اقیانوسی به همراه کانسارهای مرتبط بوده و اغلب متشکل از سرپانتینیت‌های دگرگون شده در افق‌های زیرین، سنگ‌های آذرین فرامافیک و مافیک همراه با دایک‌های ورقه‌ای در بخش میانی و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی نیمه‌دریایی در بخش بالایی است. بخش‌های مختلف توالی افیولیتی در همه‌جا یکسان نیستند، به طوریکه بیشترین حجم سنگ‌های فرامافیک در فریمان و تربت رخنمون دارند. از مهمترین ذخایر همراه با بخش گوشته

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۷۹۳۲۱۵۵(۰۳۱)، نمابر:۳۷۹۳۲۱۵۲(۰۳۱)، پست الکترونیکی: z.alaminia@sci.ui.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]

افیولیت سبزوار می‌توان به کانسارهای کرومیت ماگمایی گفت، فرومد و فریمان و از کانسارهای مربوط به بخش پوسته آن می‌توان به کانسارهای مس توده‌ای آتشفشانی شیخ‌عالی و سوزنده و کانسارهای منگنز زنگی‌آبادی، و محمدآباد اشاره کرد.

در منطقه بزجانی، علاوه بر رخنمون‌های متعدد کرومیت، آثاری از کانی‌سازی مس، معدنکاری‌های قدیمی و سرباره‌های برآمده از ذوب کانسنگ مس در زمان‌های گذشته دیده می‌شود. با بررسی‌های زمین‌شیمیایی ناحیه‌ای در سال‌های ۱۳۷۱ تا ۱۳۷۴ در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ فریمان که با همکاری سازمان زمین‌شناسی ایران و شرکت اکتشافات زمین‌شیمیایی-زمین‌فیزیک جیانگ‌چی (از کشور چین) انجام شد ناهنجاری‌های متعددی از عناصر Cr, Co, Hg, As, Au, Zn, Cu در منطقه اکتشافی بزجانی گزارش شده‌اند. در سال‌های اخیر، با توجه به کارهای اکتشافی انجام گرفته بر اساس تجزیه ۹۵ نمونه مس‌دار در غالب ۱۱ ترانشه، ۲ چاهک و ۸ گمانه اکتشافی، ذخیره قطعی کانسنگ مس بزجانی بیش از ۱۵۶۵۷۳ تن با عیار میانگین ۱٫۲۸ درصد مس برآورد شده است. با وجود پژوهش‌های متعدد پیرامون ذخایر مس همراه با افیولیت‌ها در نقاط مختلف دنیا [۴-۶]. بررسی چندانی بر اینگونه ذخایر در ایران [۸،۷] انجام نشده است. لذا در این پژوهش زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی نواحی دگرسان و سنگ‌میزبان و ارتباط آن‌ها با زایش مس در منطقه بزجانی بررسی می‌شود.

روش پژوهش

در این پژوهش، نخست پیمایش‌هایی جهت شناسایی انواع تشکیلات سنگی و روابط صحرایی در منطقه بزجانی انجام شد. در این راستا، همه ترانشه، چاهک و گمانه‌های اکتشافی جهت بررسی دقیق دگرسانی، سنگ‌شناسی، کانه‌زایی، نوع و چگونگی گسترش ماده معدنی از بخش‌های مختلف کانسار (کمر پایین و کمر بالا) بررسی شدند. برای این منظور، تعداد ۴۰ نمونه سنگی از واحدهای آذرین فرامافیک، دایک‌های دیابازی، سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای رسوبی کرتاسه برداشت گردید. برای بررسی‌های سنگ‌نگاری تعداد ۱۷ نمونه از سنگ‌های آذرین فرامافیک و مافیک، و دایک‌های دیابازی انتخاب و با تهیه مقطع نازک با استفاده از میکروسکوپ قطبشی مطالعه شدند. همچنین، تعداد ۹ قطعه صیقلی از ناحیه‌های کانه‌سازی شده برای شناسایی انواع کانه‌های مس و کانی‌های همراه بررسی شدند. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل، تعداد ۱۱ نمونه از نواحی کانه‌سازی مس به روش شیاری از دیواره ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری برداشت و برای انجام تجزیه‌های شیمیایی به آزمایشگاه شرکت زرآزما ارسال شدند. در این آزمایشگاه، نمونه‌ها جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تجزیه شدند.

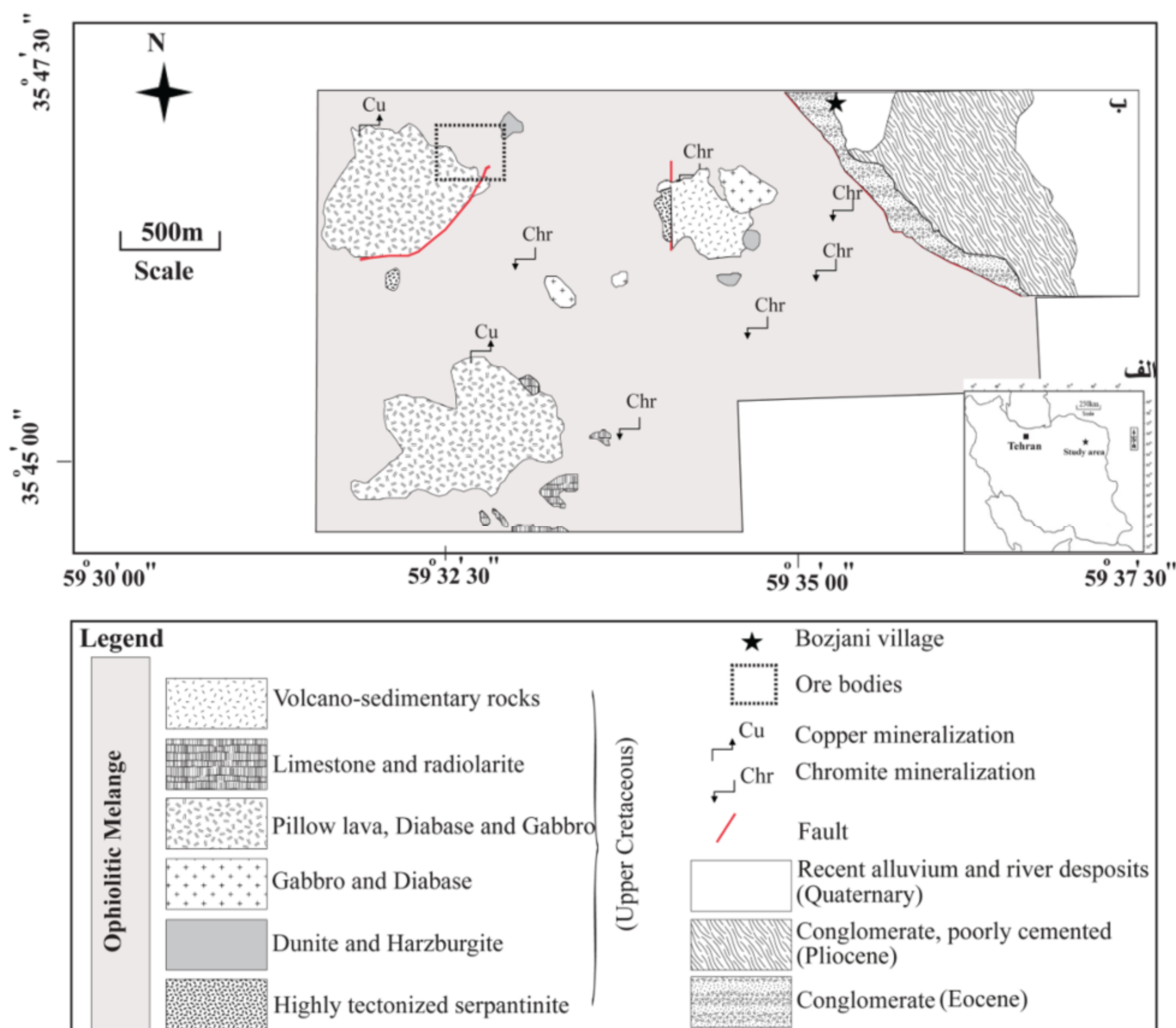
زمین‌شناسی

منطقه مس بزجانی، به مختصات جغرافیایی ″۰۰ ،′۳۰ ،°۵۹ تا ″۳۰ ،′۳۷ ،°۵۹ طول شرقی و ″۰۰ ،′۴۵ ،°۳۵ تا ″۳۰ ،′۴۷ ،°۳۵ عرض شمالی، در حاشیه غربی شهرستان فریمان در استان خراسان رضوی واقع است (شکل ۱ الف). بارزترین واحدهای سنگی این منطقه به ترتیب قدیم به جدید شامل سرپانتینیت‌های به شدت زمین‌ساخت، دونیت- هارزبوژیت، گابرو- دیاباز، بازالت‌های بالشی- دیاباز و گابرو، آهک‌های گلوبوتروکانادار و رادیولاریت و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی مربوط به آمیزه‌های افیولیتی (کرتاسه پیشین)، جوش سنگ (ائوسن)، جوش سنگ‌های کمی سیمانی شده (پلیوسن) و رسوبات آبرفتی عهد حاضر (به سن کواترنری) هستند [۹] (شکل ۱ ب). بیشتر بخش‌های زیرین و بالایی سنگ‌های پوسته‌ای مربوط به توالی افیولیتی (گابرو، دیاباز و سنگ‌های آتشفشانی) در مرز با سنگ‌های گوشته‌ای (پریدوتیت) زمین‌ساخت هستند. شکل ۲ طرحواره‌ای از انواع واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد بررسی به همراه دگرسانی و غلظت مس در نمونه‌های برداشت شده را نشان می‌دهد.

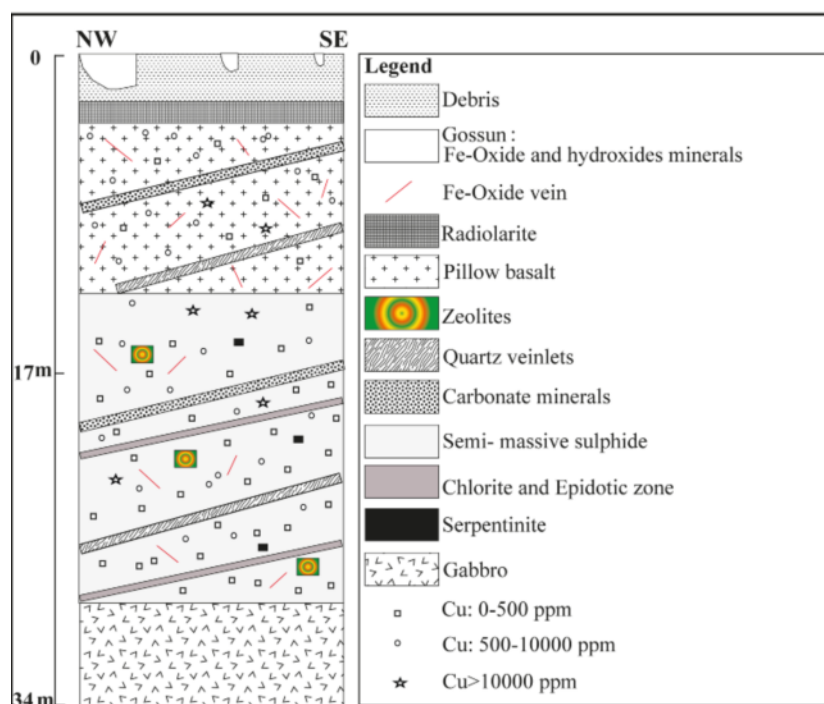
در شمال غربی منطقه می‌توان رخنمون‌های اندک و پراکنده‌ای از قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه همچون سرپانتینیت‌های بسیار تکتونیزه و متاپریدوتیت‌ها را مشاهده کرد. این سنگ‌ها توسط گسل‌های رواندگی بر بازالت‌های جوانتر رورانده شده‌اند. در منطقه مورد بررسی رخنمون‌های اندکی از دونیت نیز به همراه توده‌های هارزبورژیتی با راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی دیده می‌شود که در برخی از قسمت‌ها به طور ضعیفی دچار برگ‌وارگی (Foliasion) شده‌اند و دارای مرز گسله با دیگر واحدها هستند. این سنگ‌ها اغلب

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]

سرپانتینی شده و دارای عدسی‌های فراوانی از کرومیت هستند. گابروها و دیابازها با ساختار توده‌ای به صورت پراکنده ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند. همچنین دایک‌های ورقه‌ای دیابازی بر روی گابروها با مرز مشخص قرار گرفته‌اند. گابروها، ریزگابروها و دیابازها به رخساره‌ی شیست سبز دگرگون شده-اند. گدازه‌های جریانی و بالشی از جنس آندزیت تا بازالت، قسمت بالایی مجموعه آتشفشانی توالی افیولیت فریمان را تشکیل داده که به‌طور بخشی میزبان کانی‌سازی مس در منطقه مورد بررسی بوده‌اند. این سنگ‌ها به‌علت فوران‌های زیردریایی، متخلخل، غنی از کلسیت و دانه‌ریز هستند. لایه‌های آهک لجه‌ای صورتی تا کرم رنگ در نزدیک محل کانی‌سازی رخنمون اندکی دارند و با چرت و رادیولاریت به سن کرتاسه پسین همراه بوده و در برخی از نواحی در اثر گسل‌خوردگی به شدت خرد شده‌اند. همچنین، نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی از جنس توف‌های بازالتی و آندزیتی به همراه سنگ‌های رسوبی شیل، سیلت و ماسه‌سنگ به صورت در هم ریخته در منطقه دیده می‌شوند. رخنمون‌های اندکی نیز از جوش سنگ و ماسه-سنگ‌های ائوسن با شیب N۵۵E در منطقه رخنمون دارد. سنگ‌های تخریبی- آواری به سن پالئوکواترنری متشکل از جوش سنگ سست با جورشدگی ضعیف به صورت دگرشیب بر جوش سنگ ائوسن قرار گرفته‌اند.



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی بر نقشه ایران و ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه بزجانی و نمایش توده‌ی معدنی بر آن، (برگرفته از مرجع [۹] با اندکی تغییرات).



شکل۲ مقطع چینه‌شناسی برآمده از بررسی‌های روابط صحرایی واحدهای زمین‌شناسی در منطقه اکتشافی بزجانی.

سنگ‌نگاری

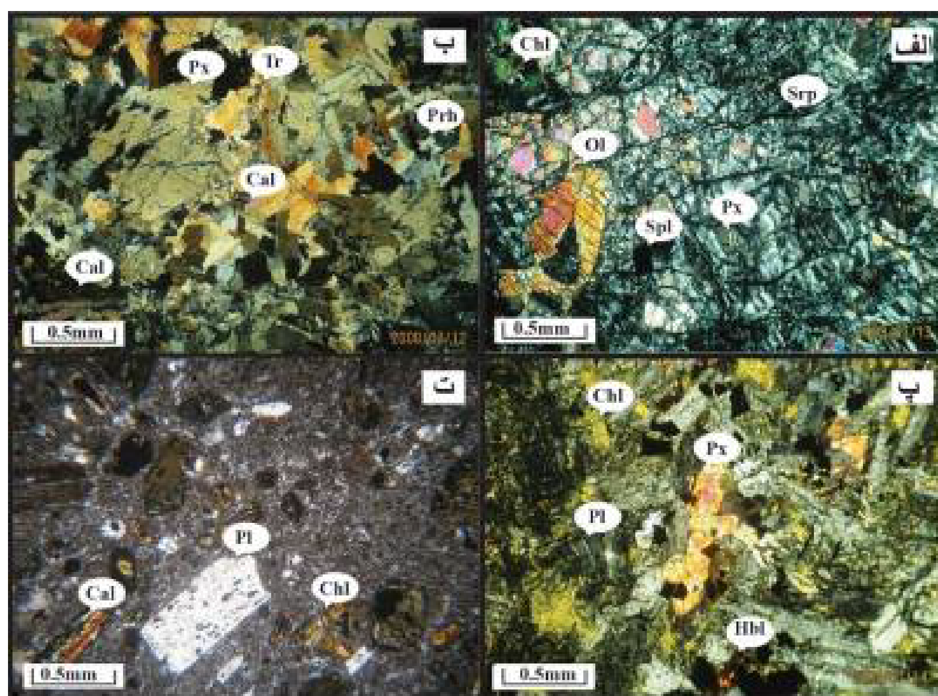
سرپانتینیت: در مقاطع مورد بررسی، بافت عمده‌ی سنگ شبه-ریخت، غربالی (شبکه‌ای) و بستایت است. همچنین سرپانتینیت‌ها از بقایای اولیوین، پورفیروکلاست‌های درشت اورتوپیروکسن با لبه بی‌شکل به همراه مقدار اندکی (کمتر از ۵ درصد) کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. کانی الیوین تخم‌مرغی شکل بوده که در برخی موارد دچار شکستگی شده و به‌طور گسترده توسط سرپانتین جانشین شده است. کلینوپیروکسن‌ها نیز به طور جزئی به ترمولیت و اکتینولیت تجزیه شده‌اند. کانی فرعی اسپینل نیز در متن سنگ قابل مشاهده است (شکل ۳ الف).

گابرو: با توجه به مقاطع مورد بررسی، بافت عمده‌ی سنگ دانه-ای است. این سنگ‌ها اغلب از بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به شدت تجزیه شده (با ابعاد ۱ تا ۳ میلی‌متر) و به ندرت از اولیوین‌های سرپانتینیتی شده (با فراوانی کمتر از ۵ درصد) تشکیل شده‌اند. کانی‌های فرعی مانند تیتانیت و کانی-های کدر نیز به طور پراکنده در متن سنگ حضور دارند (شکل ۳ ب). در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به کانی-های رسی، کلسیت، و پرهنیت تجزیه شده و تنها آثار و بقایای اندکی از پلاژیوکلازهای اولیه به ندرت در آنها قابل مشاهده است. همچنین، ترمولیت و اکتینولیت در این سنگ‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند که بخش عمده سنگ را در برگرفته و احتمالاً جایگزین پیروکسن-ها شده‌اند.

دیاباز: بافت عمومی سنگ، نیمه پوست ماری و دلریتی است (شکل ۳ پ). در این سنگ، پلاژیوکلاز (با ابعاد ۱ تا ۲ میلی-متر) به صورت منشورهای متقاطع و کشیده شده در متن دیده می‌شود که به اپیدوت و کانی‌های رسی دگرسان شده است. کلینوپیروکسن‌ها نیز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل-دار قابل مشاهده‌اند که به کلریت‌ها و هورنبلندهای خودشکل تجزیه‌شدگی نشان می‌دهند. پیریت و مگنتیت کانی‌های کدر در متن این سنگ‌ها هستند.

بازالت: بافت غالب سنگ، پورفیری است (شکل ۳ ت). این سنگ از درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن تشکیل شده است که در یک زمینه‌ی شیشه آتشفشانی و ریزسنگی قرار دارند. بیشتر درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به کلسیت، آلبیت، کانی‌های رسی و اپیدوت، و دانه‌های پیروکسن به کلریت دگرسان شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل مگنتیت و ایلمنیت نیز در متن سنگ دیده می‌شوند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]



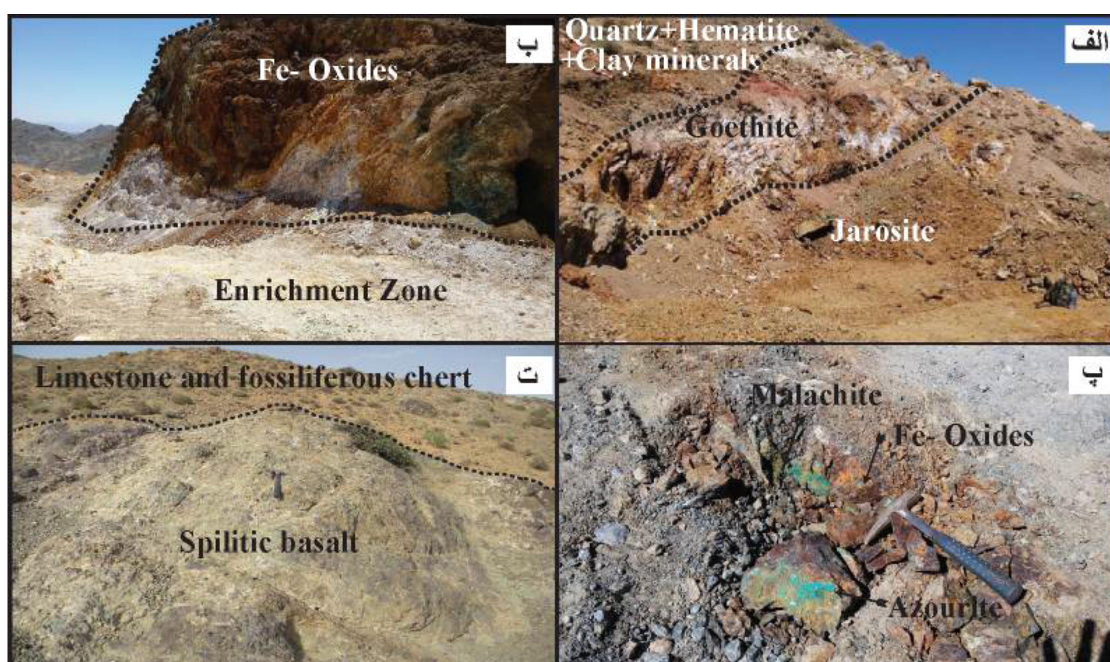
شکل۳ الف) بقایایی از اورتوپیروکسن که در برخی قسمت‌ها توسط کلریت جانشین شده‌اند به همراه الیوین‌های تخم مرغی شکسته شده که توسط سرپانتین جانشین شده‌اند(XPL)، ب) ترمولیت و اکتینولیت که جانشین بلورهای پیروکسن شده‌اند، به همراه پرهنیت که جانشین پلاژیوکلاز شده است و مقادیر اندکی کلسیت (XPL)، پ) بلورهای پیروکسن که در برخی موارد توسط هورنبلند جانشین شده‌اند، به همراه پلاژیوکلاز که به اپیدوت، کلریت و کلسیت دگرسان شده‌اند (XPL) ، و ت) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز که بیشتر آنها به کلسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند، به همراه کلریت در زمینه شیشه‌ی آتشفشانی(XPL). علائم اختصاری بکار رفته عبارتند از: Px= پیروکسن، Tr= ترمولیت، Cal= کلسیت، Prh= پرهنیت، Pl= پلاژیوکلاز، Chl=کلریت، Hbl=هورنبلند، Srp = سرپانتین و Ol= الیوین. که برگرفته از مرجع [۱۰] هستند.

بحث و بررسی

به طور کلی می‌توان گفت که در منطقه بزجانی، کانی‌سازی مس در افق‌های پوسته‌ای توالی افیولیتی فریمان، در مرز میان پریدوتیت‌های سرپانتینی شده که بر روی بازالت‌های اسپلیتی رانده شده‌اند، تکامل و گسترش یافته است. با توجه به مشاهدات صحرایی، گوسن‌های موجود در بزجانی به ترتیب از پایین به بالا از سه بخش تشکیل شده است که عبارتند از: (۱) جاروسیت، (۲) گوتیت، و (۳) هماتیت، کوارتز، و کانی‌های رسی (شکل ۴ الف). همچنین، پهنه غنی‌شدگی ناشی از فرآیندهای برون‌زاد مشتمل بر کالکوسیت و دیگر سولفیدهای ثانویه‌ی مس در زیر پهنه شسته شده و در بالای عدسی سولفیدی اولیه قابل مشاهده است (شکل ۴ ب). افزون بر این، آثاری از چین‌خوردگی نیز در رسوبات بخش عدسی‌مانند مربوط به بخش کمر بالای ذخیره دیده می‌شود (شکل ۴ ب). کانی‌های مالاکیت و آزوریت نیز به وفور همراه با اکسیدهای آهن دیده می‌شوند (شکل ۴ پ). همچنین، در برخی از قسمت‌ها، بازالت‌های سبز رنگ اسپیلیتی شده در زیر آهک و چرت‌های فسیل‌دار قابل مشاهده هستند (شکل ۴ ت). به طور کلی با توجه به شواهد صحرایی و کانی‌شناسی می‌توان انواع دگرسانی‌های موجود در منطقه را به دو دسته دگرسانی درون‌زاد و دگرسانی برون‌زاد به شرح زیر تقسیم کرد.

دگرسانی درون‌زاد و کانی‌سازی اولیه: دگرسانی درون‌زاد در سرپانتینیت‌ها، پریدوتیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی بازالتی کمر پایین کانسار شدت و گسترش بیشتری دارد. مشاهدات صحرایی و بررسی مغزه‌های حفاری نشان می‌دهد که کانسار مورد مطالعه را می‌توان از نظر ساختاری به دو بخش تقسیم کرد: (۱) بخش بالایی که عدسی شکل و بصورت چینه‌کران بوده و کانی‌سازی در آن بصورت لایه‌ای، نواری و توده‌ای رخ داده است و (۲) بخش زیرین که به شکل تیرکی بوده و کانی‌سازی در آن به صورت برشی، کمتر داربستی و افشان همراه با رگچه‌های کلریت و کوارتز انجام شده است. کانی‌های سولفیدی اولیه‌ی باقیمانده بیشتر شامل پیریت، و کمتر مارکاسیت، کالکوپیریت، بورنیت، و اسفالریت و به‌ندرت گالن هستند که اغلب طی فرآیندهای هوازدگی بصورت کامل یا بخشی تجزیه و هوازده شده‌اند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]



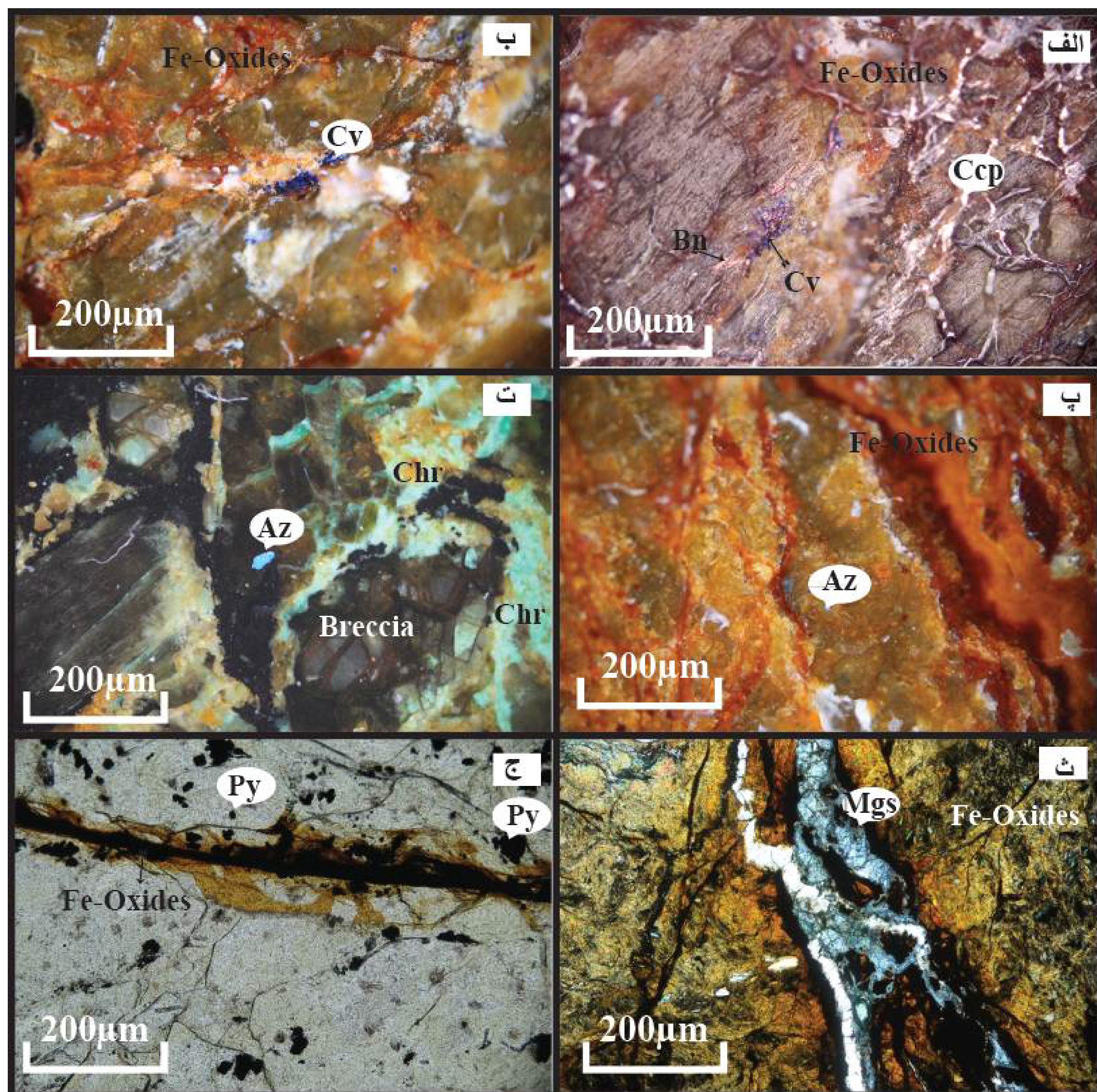
شکل ۴ الف) قسمت سطحی کانسار مس بزجانی متشکل از کوارتز، هماتیت و کانی‌های رسی در بخش بالایی و جاروسیت در بخش زیرین، ب) تشکیل کلاهک آهنی (متشکل از اکسید/ هیدروکسیدهای آهن در سطح و پهنه غنی‌شده در زیر آن. آثار چین‌خوردگی در سنگ میزبان اولیه در بخش بالای عدسی سفید رنگ قابل مشاهده است، پ) مالاکیت و آزوریت به همراه اکسید/ هیدروکسیدهای آهن قرمز رنگ و ت) بازالت‌های اسپیلیتی شده واقع در زیر آهک و چرت‌های فسیل‌دار کرتاسه پسین.

فراوانترین کانی سولفیدی، پیریت است که به سه صورت خودشکل، تمشکی و بی‌شکل در رگچه‌ها دیده می‌شود. بررسی‌های کانه‌نگاری نشان می‌دهند که کانی‌های سولفیدی مس همچون کالکوپیریت، کولیت، و بورنیت به صورت داربستی فضاهای بین برش‌ها را پر کرده‌اند. همچنین بقایای اندکی از کانی پیریت نیز به صورت بسیار دانه‌ریز و به شکل انتشاری در برخی از قسمت‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۵ الف و ب). بر اساس بررسی مغزه‌های حفاری، مرکز تیرک غنی از پیریت بوده و با کلریت و کوارتز همراه است. بررسی‌های کانه‌نگاری نمونه‌های گمانه‌های اکتشافی نشان می‌دهند که کانی‌های سولفیدی مس همچون کالکوپیریت و بورنیت به صورت داربستی در بخش تیرکی و در گمانه‌های دورتر از رخنمون اصلی کانی‌سازی، فضای بین قطعات خرد و برشی شده را پر کرده‌اند و کانی‌های اپیدوت، اسمکتیت و زئولیت آن‌ها را همراهی می‌کنند. مهم‌ترین ویژگی کانی‌سازی کانسار بزجانی عیار بالای مس تا مقدار ۱۰٫۶ درصد است که به حضور مس طبیعی در کانسار مربوط است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که ذخایر همراه با مس طبیعی نادرند، چرا که محلول‌های گرمابی فقیر از گوگرد غیرمعمول هستند [۱۱]. حضور مس طبیعی همراه با زئولیت در منطقه بزجانی می‌تواند نشانه‌ی تشکیل مس در دمای کمتر از ۱۵۰ باشد [۱۲]، به‌طوریکه تشکیل آن در فاز نهایی کانی‌سازی اولیه رخ داده است و حفره‌ها و شکستگی‌ها را پر می‌کند [۱۲].

دگرسانی برون‌زاد: در این منطقه، دگرسانی برون‌زاد به صورت قارچی شکل و با ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متر با مرز مشخصی نسبت به عدسی سولفیدی اولیه دیده می‌شود. بعبارتی، کانی‌سازی اولیه مس در محل پهنه‌های برشی و شکستگی‌های موجود در سرپانتینیت‌ها دستخوش فرآیندهای برون‌زاد شده و به شدت دچار اکسایش شده است. اکسایش کانی‌های سولفیدی اولیه در اثر واکنش با اکسیژن آب دریا، سبب هوازدگی زیردریایی سنگ‌ها می‌شود و کانی‌های سولفیدی ثانویه مس در دمای پایین به همراه کلرید مس می‌توانند شکل گیرند [۱۳]. پیامد این فرآیند تشکیل و توسعه کلاهک‌های آهن (گوسن) به رنگ زرد تا قهوه‌ای در سطح است. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به صورت رگچه‌ای و آغشتگی سطحی دانه‌ها در مقاطع مورد بررسی به همراه رگچه‌های سولفیدی قابل مشاهده هستند (شکل‌های ۵ الف و ب). کربنات‌های ثانویه مس همچون آزوریت و مالاکیت (شکل‌های

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]

۵ پ و ت) و سیلیکات‌های مس همچون کریزوکولا (شکل ۵ ت) به صورت آغشتگی سطحی دانه‌ها، پرکننده فضای خالی، و شکستگی‌ها دیده می‌شوند. همچنین در برخی از مقاطع میکروسکوپی رگچه‌های منیزیتی قابل مشاهده هستند که در برخی از قسمت‌ها به علت سختی پایین طی تهیه مقطع به طور کامل از بین رفته و رگچه‌های خالی از آنها به جای مانده است (شکل ۵ ث). رگچه‌های اکسید آهن دارای ضخامت‌های متفاوت بوده و برخی متقاطع هستند. در اطراف این رگچه‌ها پیریت‌های کروی شکل نیز به طور پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند (شکل ۵ ج).



شکل۵ الف) رگچه‌هایی از کالکوپیریت، کولیت و بورنیت در سنگ اولیه با بافت تنش آواری به همراه اکسید/ هیدروکسیدهای آهن به شکل رگچه-ای و آغشتگی سطحی دانه‌ها (XPL)، ب) کانی کولیت با رنگ آبی به همراه اکسید/ هیدروکسیدهای آهن به شکل رگچه‌ای و آغشتگی سطحی دانه‌ها (XPL)، پ) کانی آزوریت به صورت پوشاننده سطح دانه‌های سنگ در زمینه‌ای از اکسید/هیدروکسیدهای آهن (XPL)، ت) کانی‌های آزوریت و کریزوکولا به صورت پرکننده فضای خالی در بین قسمت‌های برشی شده و پوشاننده سطح دانه‌های تشکیل دهنده سنگ میزبان (XPL) ، ث) رگچه‌هایی از مگنزیت (XPL) و ج) پیریت‌های کروی به صورت پراکنده در سنگ میزبان به همراه رگچه‌های اکسید آهن (XPL). علائم اختصاری بکار رفته عبارتند از: Ccp= کالکوپیریت، Cv= کولیت، Az= آزوریت، Mal= مالاکیت، Chr = کریزوکولا، Py= پیریت و Mgs= مگنزیت. که برگرفته از مرجع [۱۰] هستند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]

بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد که در منطقه‌ی بزجانی، کانی‌های کالکوپیریت و بورنیت توسط کانی‌های کالکوزیت و کوولیت جانشین شده‌اند. کالکوزیت بطور معمول به شکل دوده‌ای و نرم روی کانی‌های سولفیدی اولیه‌ی مس را می‌پوشاند. کانی مس طبیعی نیز اکسید شده و به کوپریت و تنوریت تبدیل شده است. با گسترش اکسایش، کالکوزیت نیز توسط کولیت جانشین شده است. از دیگر کانی‌های مس‌دار می‌توان به آتاکامیت و کریزوکولا اشاره کرد. کانسارهای سولفید توده‌ای همراه با افیولیت‌ها می‌توانند در اثر عوامل زمین‌ساختی دچار بالاآمدگی شوند. فرسایش و اکسایش سطحی در آنها معمولاً سبب تشکیل گوسان می‌شود [۱۴]. بررسی‌ها همچنین نمایانگر حضور کانی‌های هماتیت، گوتیت، لیمونیت، جاروسیت، سیلیس بی‌شکل، کائولینیت، ژیپس، کلسیت، و مونت‌موریلونیت در پهنه گوسان است. مالاکیت و آزوریت همراه با کلسیت نیز در آخرین مرحله‌ی اکسایش احتمالاً در اثر واکنش آب‌های زیرزمینی دارای کربنات با کانی‌های مس‌دار ایجاد شده‌اند. آثار و بقایایی از پیریت‌های اولیه با بافت کلوفرم، خوشه انگوری، اسکلتی و تمشکی در پهنه گوسان بصورت محلی دیده می‌شود. از بافت‌های متداول در پهنه گوسان می‌توان به بافت‌های جانشینی، متخلخل و اسفنجی اشاره کرد. توالی همبرزایی برای کانی‌های برآمده از فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی در منطقه بزجانی در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱ دنباله‌ی همبرزایی برآمده از فرایندهای کانه‌زایی و دگرسانی در منطقه‌ی بزجانی. ضخامت خطوط وابسته به فراوانی کانی‌هاست.

Minerals	Hydrothermal	Weathering
Serpentine	—	
Quartz	—	
Pyrite	—	
Marcasite	—	
Epidote	—	
Chlorite	—	
Sphalerite	—	
Galena	—	
Chalcopyrite	—	
Bournite	—	
Native-Cu	—	
Zeolite	—	
Montmorillonite	—	—
Covellite		—
Chalcocite		—
Chrysocolla		—
Tenorite		—
Cuprite		—
Atacamite		—
Malachite		—
Azurite		—
Jarosite		—
Hematite		—
Limonite		—
Goethite		—
Calcite	—	—

مراحل مختلف کانی‌سازی

با توجه به بررسی‌های صورت گرفته، کانی‌سازی مس در منطقه‌ی بزجانی را می‌توان در چهار مرحله زیر خلاصه کرد:

مرحله گرمابی: این مرحله شامل تاثیر سیال‌های گرمابی بر دایک صفحه‌ای و توده‌های آذرین نفوذی است [۵] مرحله گرمابی عبارت است از الف) دگرسانی‌هایی که در پهنه‌های داربستی و کانه‌زایی شده مربوط به دایک‌های صفحه‌ای و توده-های آذرین نفوذی طی واکنش سیال‌های گرمابی با سیال‌های مشتق از آب دریا در دماهای بالا (حدود ۳۰۰ درجه‌ی سانتی-گراد) ایجاد شده‌اند [۱۵] و کانی‌های اسمکتیت، ایلیت، کلریت، و کوارتز به همراه پیریت و کالکوپیریت در منطقه بزجانی از کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این مرحله هستند و ب) پهنه‌های اپیدوتی شده که توسط سیال‌های گرمابی دما بالا (۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) و نسبت‌های آب به سنگ بالا ایجاد می‌شوند. این مناطق منطبق بر دایک‌هایی که به تازگی نفوذ کرده‌اند بوده که با افزایش مقطعی دمای سیال‌های گرمابی، افزایش تخلخل و انحلال کانی‌های پایدار اولیه همراه هستند [۴]. پهنه‌های اپیدوتی‌شده به بخش دایک زیرین محدود نمی-شوند و در توده‌های آذرین نفوذی بالایی نیز گسترش دارند. آنها در برخی کانسارهای سولفید توده‌ای تا چندین صد متر عرض و یک کیلومتر طول نسبت به امتداد دایک‌ها گسترش یافته‌اند [۴]، هر چند در منطقه بزجانی گسترش کمی نشان می‌دهند. این پهنه در مناطق با شدت دگرسانی ضعیف توسط مجموعه کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کلریت، اپیدوت، کوارتز و تیتانیت با حفظ بافت آذرین و سپس کلریت فراوان (بیش از ۳۰ درصد)، اپیدوت (۱۵ تا ۳۰ درصد) و کوارتز (۱۵ تا ۲۰ درصد) و فاقد بافت آذرین و در مراحل حدواسط با مقدار زیاد اپیدوت و کوارتز (بیش از ۳۰ درصد) و کلریت متوسط (۱۵ تا ۳۰ درصد) و در مراحل دگرسانی پیشرفته توسط بافت دانه شکفتی و مقدار زیاد اپیدوت- کوارتز (بیش از ۶۰ درصد) و اندکی کلریت (کمتر از ۱۰ درصد) مشخص می‌شود. جانشینی اکسیدهای آهن- تیتانیوم توسط تیتانیت با درجه‌ی اپیدوتی شدن افزایش می‌یابد [۱۶]. در کانسار بزجانی، کانی‌های آمفیبول (اکتینولیت و ترمولیت)، کلریت، پلاژیوکلاز و اپیدوت در این پهنه دیده می‌شوند.

مرحله هوازدگی زیردریایی: در این مرحله سیال‌های مشتق از آب دریا بیشتر بر سنگ‌های آتشفشانی تاثیر گذاشته‌اند که این امر خود طی دو مرحله صورت گرفته است: الف) دگرسانی ناشی از سیال‌های دما پایین (۵۰ تا ۲۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) مشتق از آب دریا نزدیک مجراهای خروجی سیال‌ها که با کانی‌های ثانویه‌ای همچون اسمکتیت، سلادونیت، زئولیت، و کلسیت همراه است و در همه بخش‌های سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شوند [۱۵] و ب) دگرسانی توسط آب دریای اکسیدی و کم دما (زیر ۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) با نسبت آب به سنگ بالا که منجر به هوازدگی کف دریا در قسمت بالایی سنگ‌های آتشفشانی شده است [۱۵]. کانی‌های ثانویه‌ی دگرسانی بزجانی در این پهنه شامل هیدروکسید آهن، اسمکتیت، فلدسپار پتاسیم، و کلسیت هستند که بر بخش عدسی شکل با رنگ زرد تا نارنجی بوضوح دیده می‌شوند. گل اخرا در این مرحله تشکیل شده است که از نظر مقدار طلا قابل بررسی است.

مرحله مربوط به دگرگونی ناحیه‌ای، چین‌خوردگی و برشی شدن منطقه: در اثر برخورد بین دو صفحه ایران و عربی در سنوزوئیک، افیولیت فریمان بر روی صفحه قاره‌ای بالا آمده است. این تغییرات سبب ایجاد شکستگی در سنگ‌های توالی افیولیتی فریمان شده است. در اثر نیروهای فشارشی و واکنش-های آب‌زدایی رخساره‌های شیست سبز و یا حتی آمفیبولیت در واحدهای سنگی قابل مشاهده هستند. تغییر شکل واضح بر روی رسوبات و سنگ‌های کمربالای عدسی بصورت چین‌های خوابیده دیده می‌شود (شکل ۴ ب).

فرایندهای اکسایش سطحی: در این مرحله، عدسی سولفیدی اولیه دستخوش فرایندهای اکسایش می‌شود که به ترتیب از سطح به عمق کلاهک شسته شده‌ی آهنی، پهنه غنی‌سازی برونزاد و کانی‌سازی سولفیدی اولیه به شکل عدسی در منطقه دیده شده‌اند.

زمین‌شیمی نواحی دگرسان و سنگ‌میزبان

ترکیب عناصر اصلی، فرعی، و جزئی از نمونه‌های مربوط به سنگ میزبان بزجانی در جدول ۲ آورده شده است. نمونه-برداری از دو بخش تیرکی و عدسی مانند، به روش شیاری بترتیب از دیواره ترانشه‌ها و گمانه‌های حفاری انجام شده است. به‌طور کلی مقدار مس کانسنگ بزجانی از ۸۶ تا ۴۹۰۵۰ گرم در تن، نقره از ۰/۰۵ تا ۵۸ گرم در تن، سرب ۰/۵ تا ۹۳۵ گرم در تن و روی ۰/۵ تا ۳۵۴۵ گرم در تن تغییر می‌کند (جدول ۲). همچنین میانگین عیار مس در بخش تیرکی و عدسی مانند به ترتیب ۳۹۴ و ppm ۱۱۵۱۰ است. تغییرات قابل ملاحظه عناصر در بین انواع سنگ‌های موجود منطقه بزجانی می‌تواند

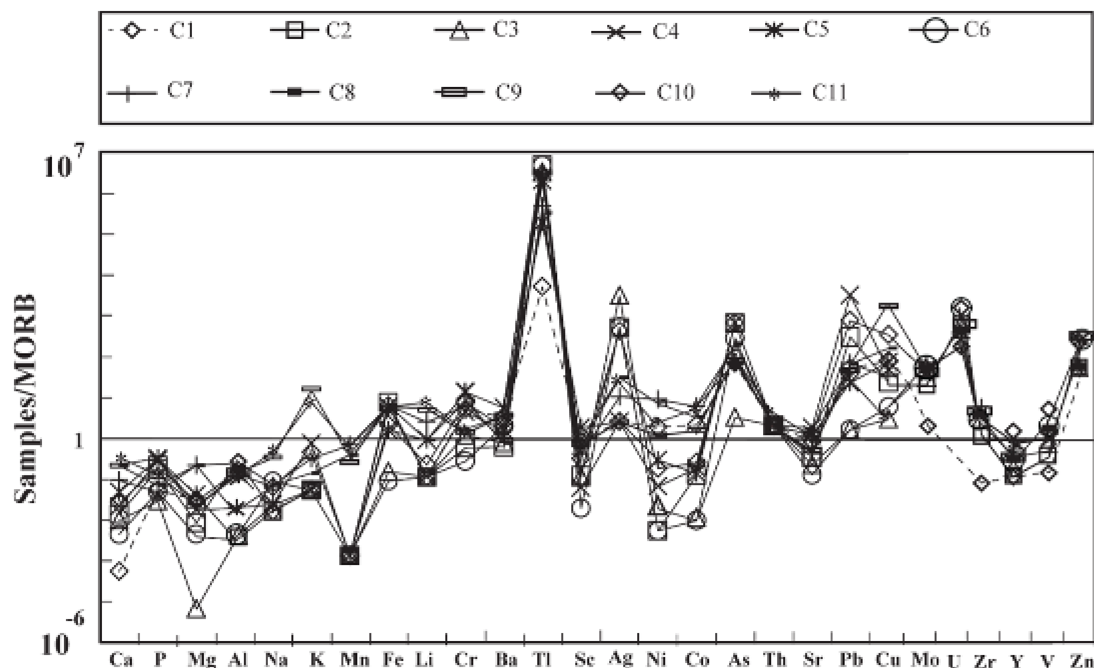
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]

به‌دلیل تحرک مجدد در طی دگرسانی باشد [۵]. برای محاسبه تغییرات جرم نمونه‌ها از نمودار بهنجار شده برخی از عناصر اصلی، فرعی، و جزیی نسبت به پوسته اقیانوسی [۵، ۱۷] استفاده شده است (شکل ۶). این نمودار نشان می‌دهد که در منطقه مس بزجانی، عناصر کانه‌سازی چون Cu، Pb، Th، As، Ag، Tl، و U دچار غنی‌شدگی، عناصری از قبیل Sr، Co، Ni، Sc، Ba، Cr، Li، Fe، K، Zn، و Mo دچار غنی‌شدگی-تهی‌شدگی و عناصری مانند Mn، Na، Al، Mg، P، Ca، K، V، Y و Zr دستخوش تهی‌شدگی شده‌اند (شکل ۶). تهی‌شدگی K را می‌توان به دگرسانی فلدسپارها و ورود به محلول‌های دگرسان کننده در سیستم‌های واکنشی آب-سنگ نسبت داد [۱۸]. تهی‌شدگی Ca در برخی از نمونه‌ها می‌تواند به علت حلالیت بالای آن در محیط‌های دگرسانی رخ داده باشد [۱۹]. شستشوی ضعیف Na طی دگرسانی را می‌توان به این صورت توجیه کرد که پلاژیوکلازها حامل مهم این عنصر در سنگ‌های میزبان کانی‌سازی هستند که طی دگرسانی این جزء سنگ‌ساز را به طور بخشی از دست داده‌اند [۲۰]. افزایش جرم Mg نیز می‌تواند به دلیل تشکیل کانی‌های رسی و کلریت رخ داده باشد.

جدول ۲ مقادیر برخی از عناصر اصلی، فرعی، و جزئی در نمونه‌های کانی‌سازی شده در دو بخش تیرکی و عدسی شکل از منطقه‌ی مورد بررسی.

				بخش توده‌ای						بخش تیرکی		
نمونه	**حدآشکارسازی**	**C1**	**C4**	**C5**	**C8**	**C9**	**C10**	**C2**	**C3**	**C6**	**C7**	**C11**
Ca(wt%)	**۱۰۰**	۰٫۰۰۶	۰٫۲۵	۰٫۵۶	۹٫۴۹	۰٫۲۵	۰٫۳۰	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۱٫۰۹	۳٫۸۴
P	**۱۰**	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Mg	**۱۰۰**	۰٫۲۸	۰٫۱۶	۰٫۳۷	۲٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۰۸	۰٫۰۰۱	۰٫۰۴	۲٫۰۰	۰٫۲۰
Al	**۱۰۰**	۱۰٫۰۰	۰٫۲۴	۱۰٫۰۰	۱٫۷۲	۶٫۲۰	۲٫۷۳	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۲٫۱۰	۶٫۶۶
Na	**۱۰۰**	۰٫۳۹	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۱۷	۰٫۸۱	۰٫۱۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۱٫۰۹
K	**۱۰۰**	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۱٫۴۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۷۲
Mn	۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۱۱
Fe	**۱۰۰**	۸٫۲۴	۷٫۸۴	۲٫۱۰	۸٫۴۵	۷٫۵۷	۲٫۸۱	۱۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۱۲	۸٫۴۳	۷٫۷۱
Cu(ppm)	**۱**	۲۲۲۷	۱۳۹۷	۲۱۴۰	۴۶۵۷	۴۹۰۵۰	۹۵۸۹	۶۸۱	۸۶	۱۷۲	۹۳۲	۱۰۱
Pb	**۱**	۱۶	۹۳۵	۷	۲۰	۱۴	۲۲۵	۹۱	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۲۱	۱۱
Sr	۲	۷۸٫۶۰	۱۶۷٫۲۰	۱۱۰٫۰۰	۴۱٫۲۰	۱۱۶٫۱۰	۱۱۰٫۸۰	۳۲٫۴۰	۲۰٫۸۰	۱۱٫۸۰	۳۹٫۴۰	۱۱۶٫۴۰
Th	۰٫۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۶۰
As	۰٫۵	۱۰٫۱	۱۰۰	۱۰۰	۳۱٫۸۰	۱۲٫۸۰	۱۰۰	۱۰۰	۰٫۵۰	۴۲٫۷۰	۱۱٫۶۰	۲۱
Li	۱	۰٫۵	۰٫۵۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۲۲٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۱۱٫۰۰	۳۴٫۰۰
Cr	۱	۱۷۹۸	۱۵۵۳	۴۷۹۲	۲۸۹۹	۴۹۴	۲۶۲۹	۲۰۶	۴۲۰	۹۷	۲۱۶۲	۵۷۸
Ba	۵	۲۱	۱۰	۳۶	۵	۲۴	۱۲	۴	۵	۱۳	۶	۲۳
Tl	۱۰	۵	۱۹۶۳	۱۸۷	۳۲۸	۳۱۴۵	۲۸۰۴	۴۸۱۸	۳۱۹۵	۴۷۲۶	۴۶۶	۳۴۴۷
Sc	۰٫۵	۳۴٫۶	۲٫۵۰	۷۴٫۱۰	۲۵٫۸۰	۲۸٫۸۰	۱۲٫۹۰	۵٫۰۰	۴٫۶۰	۰٫۸۰	۱۷	۳۰٫۶۰
Ag	۰٫۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۶۰	۰٫۰۵	۷٫۹۰	۹٫۴۰	۵۸	۱۰	۰٫۲۰	۰٫۵۰
Ni	۱	۳۴۰	۱۲	۵۳	۱۲۷۳	۲۱۷	۳۳	۱٫۰۰	۴٫۰۰	۱٫۰۰	۱۶۱۲	۴۱۷
Co	۱	۱۰۷٫۶	۹٫۵۰	۷٫۱۰	۱۶۸٫۱۰	۸۰٫۳۰	۱۲٫۹۰	۶٫۴۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۳۰۶٫۷۰	۲۵۶٫۳۰
Cd	۰٫۱	۰٫۰۵	۲٫۲۰	۲٫۹۰	۲٫۰۰	۲٫۸۰	۰٫۷۰	۱٫۶۰	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۲٫۲۰	۳۲٫۶۰
Sb	۰٫۵	۰٫۲۵	۱٫۹۰	۰٫۶۰	۴٫۲۰	۰٫۲۵۰	۳۱٫۰۰	۴۹٫۸۰	۱۷٫۹۰	۱۹٫۵۰	۱٫۸۰	۰٫۲۵
Mo	۰٫۵	۰٫۷۰	۶٫۳۰	۰٫۸۰	۰٫۲۵	۰٫۱۰	۴٫۸۰	۸٫۶۰	۳٫۱۰	۱۳٫۴۰	۰٫۲۵	۰٫۲۵
S	۵۰	۵۵۹٫۰۰	۱۸۱۴	۲۲۰	۱۰۱	۲۶۰	۲۸۹۹	۷۶۵	۲۵	۳۵۵	۱۱۰	۶۹
U	۵	۱۰٫۳۰	۱۰٫۹۰	۲٫۵۰	۲۰٫۳۰	۱۸٫۵۰	۲٫۵۰	۲۳٫۷۰	۲٫۵۰	۲٫۵۰	۱۵٫۵۰	۲۵٫۴۰
Zn	۱	۱۶۹۸٫۰۰	۲۵	۳۷	۲۲۲۵	۸۱۵	۹۸	۴۸	۲۰	۰٫۵۰	۳۵۴۵	۴۰۱۸
Zr	۵	۵٫۰۰	۲۹	۲٫۵۰	۶	۴۰	۳۳	۵۷	۳۱	۶۵	۷	۴۲
V	۱	۵۴٫۰۰	۸۹	۲۱۰	۹۱	۱۳۴	۱۰۳	۱۴۱	۱۷	۱۲	۷۸	۵۹
Y	۰٫۵	۳٫۳۰	۲٫۶۰	۲٫۶۰	۳٫۶۰	۱۶٫۸۰	۳٫۱۰	۳٫۳۰	۴٫۲۰	۲٫۶۰	۴٫۵۰	۲۵٫۵۰

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]

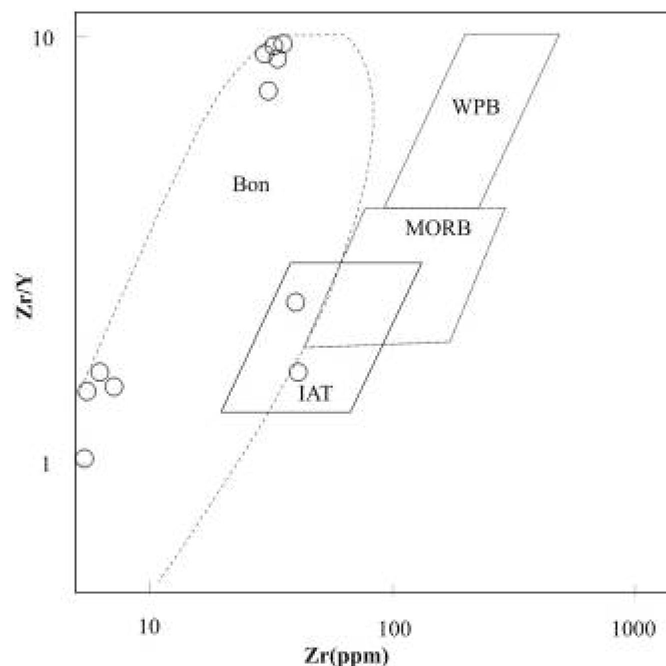


شکل ۶ نمودار بهنجار شده برخی از اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و جزیی نسبت به پوسته اقیانوسی MORB [۵،۱۷].

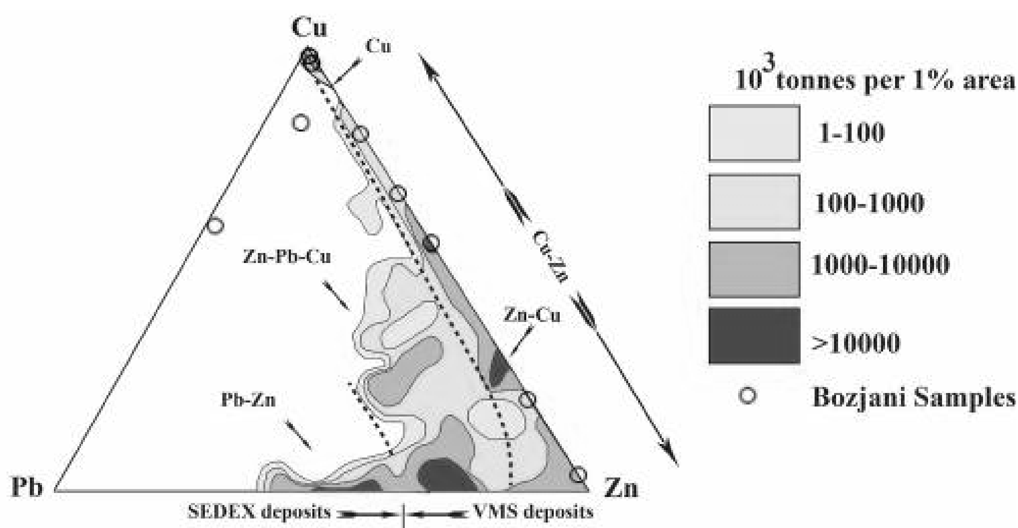
غنی‌شدگی Fe را می‌توان به تشکیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن نسبت داد [۲۱]. غنی‌شدگی Sr و Ba نیز به ترتیب به دلیل جانشینی Sr به جای Ca در شبکه کانی کلسیت و جذب سطحی توسط کانی‌های رسی رخ داده باشد [۲۲]. همچنین درجات متفاوت از دگرسانی در سنگ میزبان می‌تواند منجر به تولید نسبت‌های متفاوتی از مجموعه کانی-های دگرسانی همچون کلریت، اپیدوت و کوارتز شود که خود در تحرک فلزات نقش اساسی دارد. افزایش مودال اپیدوت به کلریت و آمفیبول سبب افزایش مقدار SiO_2 و CaO و کاهش MgO، Na_2O و K_2O در سنگ دگرسان شده نسبت به سنگ سالم می‌شود [۲۳]. همانند گوگرد، عناصر به شدت گوگرد دوست (کالکوفیل) همچون Au، Cu و Se می‌توانند طی مراحل اولیه جدایش ماگمایی رفتار ناسازگار داشته باشند. کاهش تراکم این عناصر را می‌توان به از بین رفتن مواد فرار و جدایش فاز سولفیدی نسبت داد [۱۶]. همچنین، مقدار فلزات قابل دسترسی جهت مهاجرت در سیال‌های گرمابی توسط ترکیب ماگمای اولیه کنترل می‌شود. در ماگمای اولیه‌ای که دارای MgO بین ۳ الی ۵ درصد وزنی و آن‌هم قبل از تبلور مگنتیت و جدایش فاز سولفیدی باشد، تراکم فلزات به شدت گوگرد دوست همچون Au، Cu و Se زیاد است. با ادامه فرایند جدایش ماگمایی، تراکم Au، Cu و Se در ماگما کاهش یافته و تراکم عناصر کمی گوگرد دوست مانند As، Sb، Zn و Pb در چنین حالتی افزایش قابل توجهی می‌یابد [۱۶]. به طورکلی عناصر کمتر گوگرد دوست (As، Sb، Zn و Pb) در همه مراحل جدایش ماگمایی ناسازگار بوده و دستخوش تبلور مگنتیت و جدایش فاز سولفیدی نمی‌شوند. ماگمای اولیه‌ای اگر دارای مقدار MgO بین ۳ الی ۳/۵ درصد وزنی باشد، طی مراحل بعدی جدایش ماگمایی، می‌تواند دارای تراکم بالایی از عناصر کمی گوگرد دوست همچون As، Sb، Zn و Pb باشد [۱۶].

به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بزجانی، از نمودار دو متغیره عناصر بی‌تحرک Zr- Zr/Y [۲۴] استفاده شده است (شکل ۷). بر اساس این نمودار، اغلب نمونه‌های دگرسان شده از بخش‌های گوشته‌ای توالی افیولیتی در گستره-ی بونینیت قرار می‌گیرند که با نتایج بررسی‌های گذشته برای سنگ‌های افیولیتی سبزوار همخوانی دارد [۳]. محیط زمین-ساختی مربوط به کمان نسبت به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) ویژگی‌هایی را دارد که می‌توانند بطور بالقوه، غنی‌شدگی سایر فلزات (علاوه بر مس و روی) را در کانسارهای سولفید توده‌ای سبب شوند. بر اساس عناصر کانه-ساز در کانسارهای سولفید توده‌ای و با توجه به نمودار سه متغیره Cu-Pb-Zn [۲۵]، نمونه‌ها در گستره Cu-Zn ذخایر سولفید توده‌ای نوع مافیک غنی از مس و روی و فقیر از سرب با ذخیره ۱۰۰۰-۱۰۰۰۰ تن قرار می‌گیرند (شکل ۸).

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]



شکل۷ نمودار دو متغیره عناصر بی‌تحرک Zr- Zr/Y برگرفته از مرجع [۲۴]. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر گستره بونینیت قرار دارد. (Bon: بونینیت، IAT: تولئیت جزایر قوسی)، MORB: بازالت پشته‌های میان اقیانوسی و WPB: بازالت درون صفحه‌ای).



شکل ۸ نمودار مثلثی بر پایه عناصر Cu-Pb-Zn برگرفته از مرجع [۲۵] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر آن. دو نمونه که خارج از محدوده هستند از لبه قسمت عدسی کانسار برداشت شده‌اند.

برداشت

۱- کانسنگ مس سولفید توده بزجانی بخشی از نوار افیولیتی سبزوار به سن کرتاسه پسین بوده و درون سرپانتینیت‌ها و بازالت‌ها تکامل و گسترش یافته است. مشاهدات ساخت و بافت برآمده از بررسی‌های صحرایی و بررسی گمانه‌ها نشان می‌دهد که کانسار از نظر ساختاری شامل بخش عدسی مانند در سطح و بخش تیرکی در عمق است.

۲- عملکرد فرآیندهای دگرسانی درون‌زاد سبب تشکیل کانی-های پیریت، مارکاسیت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، بورنیت، مگنتیت و مس طبیعی شده و عملکرد فرآیندهای برون‌زاد با تشکیل کانی‌های ثانویه‌ای همچون کوپریت، تنوریت، کوولیت،

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]

کالکوزیت، کریزوکولا، مالاکیت، آزوریت، جاروسیت، لیمونیت، هماتیت، سیلیکای بی‌شکل و مونت‌موریلونیت همراه بوده است.

۳- با توجه به محاسبات تغییرات جرم می‌توان گفت که در منطقه مس بزجانی، Cu، Pb، Th، As، Ag، Tl، و U دچار غنی‌شدگی، و Mn، Na، Al، Mg، P، Ca، V، Y، و Zr دچار تهی‌شدگی شده‌اند.

۴- با توجه به بررسی‌های زمین‌شیمیایی بر اساس عناصر بی-تحرک Zr- Zr/Y، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی بونینیت قرار می‌گیرند.

۵- بررسی‌های زمین‌شیمی نمونه‌های کانی‌سازی نشان می‌دهد که افیولیت منطقه بزجانی به کانسارهای Cu-Zn همراه با سنگ‌های مافیک تعلق دارند.

۶- با توجه به بررسی‌های صورت گرفته، کانسار مس بزجانی دچار چهار مرحله‌ی تکاملی شامل دگرسانی گرمابی، هوازدگی زیردریایی، دگرگونی ناحیه‌ای، و اکسایش سطحی شده است.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. نگارندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Noghreyan M. K., *" Evolution geochimique, mineralogique, et structurale d'un edifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (Partie Central), NE d'Iran"*, These Sci, Univ. de Nancy I, France (1982) 239p.

[2] Khalatbari Jafari M., Babaie H. A., Gani M., *"Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 70–71 (2013) 209–230.

[3] Lensch G., Mihm A., Alavi-Tehrani N., *" The postophiolitic volcanism north of Sabzevar/Iran: geology, petrography and major element geochemistry"*, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte, Stuttgart (1980) 686–702.

[4] Cann J., McCaig A., Yardley B., *"Rapid generation of reaction permeability in the roots of black smoker systems, Troodos ophiolite, Cyprus"*, Geofluids 15, (2015) 179-192.

[5] Patten C.G.C., Pitcairn I. K., Teagle D.A.H., *"Hydrothermal mobilisation of Au and other metals in supra-subduction oceanic crust: insights from the Troodos ophiolite"*, Ore Geology Reviews (2017). doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.019.

[6] Yang K., Scott S. D., *"Magmatic degassing of volatiles and ore metals into a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-arc basin, western Pacific"*, Economic Geology 97, (2002) 1079-1100.

[7] Rastad E., Monazami Miralipour A., Momenzadeh M., *"Shekh-Ali Copper deposit, a Cyprus- type VMS deposite in SouthEast Iran"*, Journal of sciences, Islamic Republic of Iran 13(1) (2002) 51-63.

[8] Aftabi A., Ghorbani Z., Maclean W.H., *"Metamorphic texture and geochemistry of Cyprus- type massive sulfide lenses at Zurabad, Khoy, Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 523- 533.

[9] Vaezipour M. J., Soheili M., "Geological map of Fariman scale 1:100000", Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, (2008).

[10] Whitney D. L., Evans B. W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[11] Wang C. Y., Zhou M. F., Qi L., Hou S., Gao H., Zhang Z., and Malpas J., *"The Zhaotong native copper deposit associated with the Permian Emeishan flood basalts, Yunnan, southwest China"*, International Geology Review 48 (2006) 742–753.

[12] Frantzon H., Zierenberg R., and Schiffman P., *"Chemical transport in geothermal systems in Iceland evidence from hydrothermal alteration"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 173 (2008) 217–229.

[13] Hannington, M.D., *"The formation of atacamite during weathering of sulfdes on the modern seafloor*", The Canadian Mineralogist 31 (1993) 945–956.

[14] Williams P. A., *"Oxide Zone Geochemistry*", Ellis Harwood, New York (1990) 286 pp.

[15] Gillis K. M., Robinson P. T., *"Patterns and processes of alteration in the lavas and dykes of the Troodos Ophiolite, Cyprus*", Journal of Geophysical Research: Solid Earth 95 (1990) 21523-21548.

[16] Jenner F., Arculus R., Mavrogenes J., Dyriw N., Nebel O., Hauri E., *"Chalcophile element systematics in volcanic glasses from the north*

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]

western Lau Basin", Geochemistry, Geophysics, Geosystems 13 (2012).

[17] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes In:Saunders A.D., and Norry M.J. eds. Magmatism in the ocean basins",* Geological Society of London Special Publication 42 (1989) pp 313-345.

[18] Munch P., Duplay J., Cocheme J. J., "*Alteration of silicic vitric tuffs interbedded in volcanoclastic deposites of the Southern Basin and Range Province, Mexico: Evidences for hydrothermal reaction*", Clays and Clay Minerals 44 (1996) 49-67.

[19] Vogt K., Kostner H.M., "*Zur Mineralogie, Kristallchemie und Geochemie einiger Montmorillonite aus Bentoniten"*, Clay Minerals 13 (1978) 25-43.

[20] Zeilinski R. A., "*The mobility of uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: a case study in the Troublesome formation, Colorado, U.S.A*", Chemical Geology 35 (1982) 185-204.

[21] Laviano, R., Mongelli, G., *"Geochemistry and mineralogy as indicators of parental affinity for Cenozoic bentonites: A case study from S. Croce Di Magliano (southern Appennines, Italy)*", Clay Minerals 31 (1996) 391-401.

[22] Costa M.L., Araujo E.S., *"Application of multi-element geochemistry in Au-phosphate-bearing lateritic crusts for identification of their parent rocks*", Journal of Geochemical Exploration 57, (1996) 257- 272pp.

[23] Jowitt S. M., Jenkin G. R. T., Coogan L. A., Naden J., *"Quantifying the release of base metals from source rocks for volcanogenic massive sulfide deposits: Effects of protolith composition and alteration mineralogy*", Journal of Geochemical Exploration 118 (2012) 47-59.

[24] Pearce J. A., *"Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues*", Special Papers-Geological Society of America, (2003) 269-294.

[25] Franklin J. M., *"Volcanic-associated massive sulphide base metals, in Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds."*, Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 8 (1996) 158-183.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.813]